

L É G K Ö R

54. évfolyam
2009. 3. szám

Felelős szerkesztő:
Dr. Ambrózy Pál
a szerkesztőbizottság
elnöke

Szerkesztő bizottság:
Dr. Bartholy Judit
Bihari Zita
Bóna Márta
Dr. Gyuró György
Dr. Haszpra László
Dr. Hunkár Márta
Ihász István
Nagy Zoltán
Dr. Putsay Mária
Szudár Béla
Tóth Róbert

ISSN 0133-3666

A kiadásért felel:
Dr. Bozó László
az OMSZ elnöke

Készült:
Az **FHM Kft.**
nyomdájában
800 példányban

Felelős vezető:
Modla Lászlóné

Évi előfizetési díja 1575 Ft

Megrendelhető
az OMSZ Pénzügyi Osztályán
Budapest, Pf.: 38. 1525

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI
SZOLGÁLAT ÉS A MAGYAR
METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG
SZAKMAI TÁJÉKOZTATÓJA

TARTALOM

Címlapon: *Különböző intenzitású esősávok a Balaton fölött.*
Horváth Ákos felvétele.

Zsótér Ervin: Az ECMWF dolgozói szemmel	2
Breuer Hajnalka: A növényzet és a légkör közötti kapcsolat erőssége	8
Az Országos Meteorológiai Szolgálat közleménye	11
Bonta Imre és Hirsch Tamás: Megújult az OMSZ 10 napos kiadványa	12
Németh Ákos: COST-730: Egy új bioklimatológiai index fejlesztése	14
Farkas Alexandra: Halojelenségek kialakulása, jellemzése és megfigyelése a Földön, és a Földön kívül I. rész	16
Koppány György: Egy pozitív éghajlat margójára	20
Szelepcsényi Zoltán, Breuer Hajnalka, Ács Ferenc, Kozma Imre: Biofizikai klímaklasszifikációk (1. rész: a módszerek bemutatása)	21
Tóth Róbert: Ózonértekezéslet Katarban (Aladdin csodalámpája kompakt izzóval)	27
Soproni György nyugdíjba vonult	29
Koppány György: Potenciális szélenergia Európában és Magyarországon	30
Kósa-Kiss Attila: Aeroszolfelhő a Kuril-szigetekről (A Szaricsev vulkán egyes hatásai a sztratoszférára és a troposzférára	32
KISLEXIKON	34
A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG HÍREI	35
Dunkel Zoltán: Tíz éves az Európai Meteorológiai Társaság	35
Puskás János: Szőlő és klíma konferencia Kőszegen	37
Bella Szabolcs: 2009 nyarának időjárása	39

BIOFIZIKAI KLÍMAKLASSZIFIKÁCIÓK

1. rész: a módszerek bemutatása

Bevezetés

Egy növényföldrajzi térkép egyúttal klímaterkép is, hiszen a növényzet – ötvözve a környezet hatásait – az éghajlat megjelenési formája. Ez a felismerés kellett ahhoz, hogy megszülessenek az első biofizikai jellegű éghajlatelemző rendszerek.

Az éghajlat és a vegetáció közötti kapcsolatot elsőként Alexander von Humboldt ismerte fel a XIX. század első felében (*Humboldt, 1807*). Humboldt észrevette, hogy egymástól távol eső területek vegetációjában szerkezeti és funkcionális hasonlóságok akkor jelentkeznek, ha az adott területek éghajlata is hasonló (*Bonan, 2002*). *Knobloch (2006)* szerint Humboldt ezen korszakalkotó felismerése vezetett a növényföldrajznak mint interdiszciplináris tudományágnak a kialakulásához. E felismerés eredményeképpen a botanikusok vizsgálni kezdték a hőmérséklet fenológiai és a csapadék fiziológiai hatásait a növényzet fejlődésében. Előbb *Grisebach (1872)* mutatta be bolygónk vegetációinak és klímáinak területi eloszlásáról szóló munkáját, majd *De Candolle (1874)* jellemezte a hőigény és szárazságtűrés alapján megállapított növénycsoportjait hőmérsékleti minimumokkal. Nagy előrelépést jelentett a modern biofizikai éghajlat-leíró modellek kialakulásában *Supan (1879)* egész Földet átfogó klímarendszere is, amely az éghajlati öveket már izotermákkal határolta el. Supan a pálmák területi kiterjedésének határát a

20°C-os évi középhőmérséklet izotermájával, míg a szubpoláris erdők határát a maximális havi középhőmérséklet 10°C-os izotermájával jelölte ki.

A XIX. század közepére tehát egyértelművé vált, hogy a vegetáció és az éghajlat között szoros kapcsolat van. Az éghajlat tipizálása során, pedig nyilvánvaló lett, hogy „minden éghajlati rendszer csupán leegyszerűsített megközelítése a valóságnak, és így csak néhány döntő tényező kiemelésére, térbeli elhatárolására szorítkozhatunk (*Justyák, 1995*).” Idővel megállapították, hogy e szempontból a két legfontosabb tényező a hőmérséklet és a csapadék.

A klíma jellegének számszerűsítésére sok kísérlet történt. Ezek közül néhány olyat említünk meg, amelyek kifejezetten a vegetációhatárokhoz illeszkedve próbálták meg kijelölni az egyes vegetációtípusokat. Ilyen például *Lang (1915)* esőfaktora, *Gorczynski (1920)* kontinentalitási indexe, *De Martonne (1926)* ariditási in-

dexe, *Budiko (1969)* ariditási indexe. A vegetációhatárok számításba vételén, de komplexebb eljárások alkalmazásán alapuló módszerek az ún. biofizikai éghajlat-osztályozó modellek.

E tanulmányban a három legismertebb biofizikai éghajlat-osztályozó modellt fogjuk bemutatni. A tanulmány 2. részében az eredmények összehasonlításával fogunk foglalkozni. Az összehasonlításra kerülő modellek a következők: *Köppen (1900)* klímaosztályozása, *Holdridge (1947)* életforma rendszere és *Thornthwaite (1948)* éghajlatrendszere. A klasszifikációs rendszerek komplexitásuk tekintetében igen eltérőek. A komplexitás vizsgálata három ismerv figyelembevételére alapján történhet: egyrészt a vegetációhoz való viszony, másrészt a potenciális párolgás (PET) becslésének módja, harmadrészt a talaj tulajdonságainak számításba vétele alapján. A klasszifikációs rendszerek részletesebb ismertetése nélkül, az 1. táblázat alapján állíthatjuk fel a komplexitási sorrendet, amely egyébként megegyezik az egyes rendszerek publikálásának sorrendjével is.

Közös ismerv, hogy mindhárom osztályozási rend-

Osztályozási rendszerek	Vegetáció	PET	Talaj
1. Köppen-féle klímaosztályozás (1900)	+	–	–
2. Holdridge-féle életforma rendszer (1947)	+	+	–
3. Thornthwaite-féle éghajlatrendszer (1948)	+	+	+

1. táblázat - A biofizikai rendszerek komplexitása a vegetációhoz való viszony, a potenciális párolgás (PET) szimulációja és a talaj tulajdonságainak számításba vétele alapján (a komplexitás növekszik a sorszám növekedésével)

szer valamilyen módon a vegetációhoz kapcsolódik. *Köppen (1900)* saját rendszerét *Grisebach* globális vegetáció-térképe (*Grisebach, 1866*) és a *De Candolle*-féle vegetációcsoportok alapján készítette el (*Bonan, 2002*). *Holdridge* valójában potenciális életformákat definiált, azaz a származtatott klimatikus indexeivel a vegetációtípusok zavartalan működéséhez szükséges feltételeket állapította meg (*Lugo et al., 1999*). *Thornthwaite (1948)* pedig a vízellátottság alapján öt nedvességi tartományt különböztetett meg, figyelembe véve a felosztásnál a természetes növénytakarót is (*Péczeley, 1979*). A komplexitás függ a potenciális párolgás becslésére szolgáló módszerektől is. Az 1. táblázat szerint a párolgás folyamatát a három rendszer közül először *Holdridge (1947)* építette be. Megemlítendő azonban, hogy *Köppen (1900)* a száraz klímák definiálására szolgáló, érték-összehasonlító képletével már valamelyest jellemezte a

Öv	K	Köppen	De Candolle	Kvantitatív határok
Fák ¹	A	Trópusi	Megathermal	A leghidegebb hónap +18 °C feletti
	C	Mérsékelt	Mesothermal	A leghidegebb hónap -3 és +18 °C közötti
	D	Boreális	Microthermal	A leghidegebb hónap -3 °C alatti, a legmelegebb +10 °C feletti
Havas ²	E	Poláris	Hekistothermal	A legmelegebb hónap +10 °C alatti
Száraz ³	B	Száraz	Xerophilous	Az éves csapadékösszeg értéke kisebb, mint a hőmérséklettől függő kritikus érték

2. táblázat - Bolygónk klímaövei Köppen és De Candolle szerint (Thorntwaite & Hare, 1955)

párolgás folyamatát. *Thorntwaite (1948)* az evapotranszpiráció becslésére az úgynevezett csöbör modellt alkalmazta. A csöbör modell révén – a légköri tényezők mellett – a talajtényezők hatása is érvényesült. Megemlíthető az is, hogy *Thorntwaite* módszere a talaj fizikai féleségének figyelembevételével tovább pontosítható (*Ács et al., 2005; Drucza és Ács, 2006*).

A biofizikai klímaklasszifikációs modellek leírása

1. Köppen modellje

A legelterjedtebb és manapság is a legszélesebb körben alkalmazott éghajlati felosztás *Köppen (1900, 1923, 1936)* nevéhez fűződik. Jelenleg is számos klímaváltozással foglalkozó kutatásban (*Kalvová et al., 2003; Beck et al., 2006; Gao és Giorgi, 2008; Roderfeld et al., 2008*) használják ezt a módszert az eredmények kiértékelésekor. Széleskörű használatát egyszerű szemléletmódja biztosítja, amely az ókori görögök megállapításain alapszik.

Köppen abból indult ki, hogy a Föld természetes növénytakarója és az egyes éghajlatok között szoros összefüggés van. „Az éghajlatok szabják meg a növények földrajzi elterjedését. Ezért a természetes növénytakaró földrajzi határai egyben az éghajlatok határvonalai is (*Justyák, 1995*).” Köppen valódi érdeme tehát abban rejlik, hogy ezeket a határvonalakat megpróbálta alapvető éghajlati elemekkel leírni.

A vegetációtípusok megállapításánál *Köppen (1923)* De Candolle francia-svájci botanikus csoportosítását tartotta szem előtt. *De Candolle (1874)* a növényeket hőigény és szárazságtűrés alapján sorolta öt főcsoportba (2. táblázat).

Köppen korszakalkotó ötlete tehát abban rejlett, hogy a De Candolle által megrajzolt vegetáció-térképek határvonalaihoz izotermavonalakat próbált illeszteni (*Sanderson, 1999*), azaz számszerűsíteni próbálta az egyes vegetációövek kiterjedésének határait. „Sorra

megállapította a növényzeti típusok elterjedését lehetővé tévő és korlátozó klímaértékeket. Ezeket a határértékeket részben a hőmérsékletnek vagy annak a minimuma, vagy a bizonyos értékhatárok feletti évi időtartama, a tenyészidő hossza szabja meg, részben pedig a csapadék hiánya, a szárazság mértéke lehet korlátozó tényező (*Justyák, 1995*)”. Köppen osztályozása tehát „figyelembe veszi a hőmérsékletet, annak évi ingását, a csapadék mennyiségét, annak évi eloszlását, azon kívül tekintettel van egyéb természeti jelenségekre (*Dobosi és Felméry, 1994*)”.

Köppen (1923) ezek alapján öt főcsoportba sorolta a bolygónkon létező klímákat. Az egyes klímaöveket az ABC nagybetűivel jelölte. Ezen belül 11 klímátípust különböztetett meg. Ezeket a klímaképletek második betűi szimbolizálják. Az egyes klímátípusok részleteiből jellemzésére további betűjelek szolgálnak. *Dobosi és Felméry (1994)* szerint ezek a betűjelzések egzakt-ságuk révén példátlan tudományos tekintélyt biztosítottak Köppen éghajlatelemző rendszerének.

Köppen eredeti munkája 11 klímátípust különböztetett meg, de az 1923-ban megjelent tanulmánya – a folyamatos változtatások révén – már 13 típust definiál a két betűből álló klímaképletekből. Köppen éghajlatosztályozó rendszerének jelenlegi képe hosszú fejlődés eredménye. A legtöbb változtatást *Geiger (1954)* végezte el Köppen halálát követően. A tipizálás módszerének önkényes mivolta miatt a rendszer folyamatos tökéletesítésre szorult. Ennek megfelelően a jelen dolgozat a 3. táblázatban szereplő klímátípusokat különbözteti meg.

A Köppen-féle éghajlati felosztás alapvetően egy többlépcsős kritériumrendszer, amelynek módosított és leginkább elfogadott változatát a 4. táblázat prezentálja.

2. Holdridge modellje

Holdridge az egyes klímákat a rájuk jellemző vegetációk alapján rendszerezi. A tipikus vegetáció legfőbb jellemzőit három klimatikus tényező, nevezetesen az évi átlagos biohőmérséklet (*ABT [°C]*), az évi potenciális evapotranszpirációs arány (*APETR*) és évi átlagos csapadékmennyiség (*APPT [mm]*) alapján becsüli.

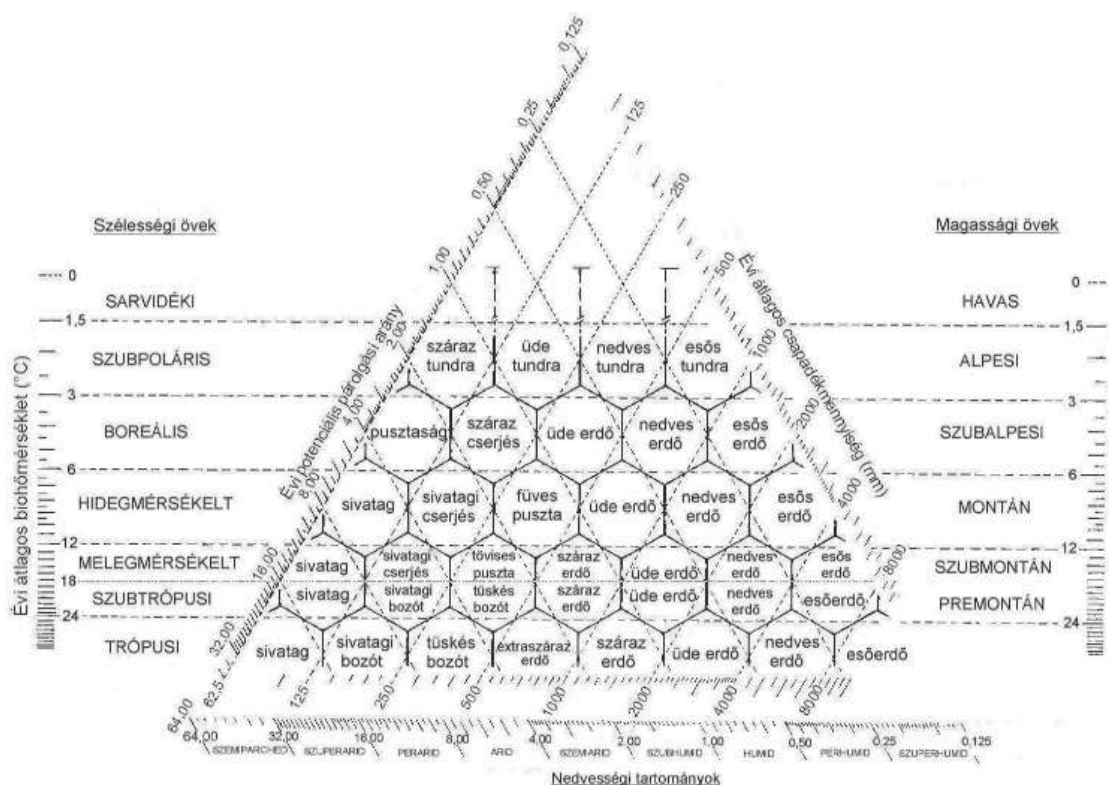
¹ Van elegendő csapadék és kellő hőmennyiség az erdők kialakulásához.

² Túl hideg a levegő a fák növekedéséhez.

³ Túl száraz a klíma a fák növekedéséhez.

Klíma övek	Képlet	Elnevezés
Trópusi öv	Af	Trópusi esőerdő klíma
	Am	Trópusi monszun klíma
	Aw	Trópusi szavanna klíma
Száras öv	BS	Sztyepp klíma
	BW	Sivatagi klíma
Melegmérékelt öv	Cs	Mediterrán klíma
	Cf	Melegmérékelt klíma egyenletes évi csapadékeloszlással
	Cw	Melegmérékelt klíma nyári csapadékkal
Boreális öv	Ds	Hidegtelű klíma téli csapadékmaximummal
	Df	Hidegtelű klíma egyenletes évi csapadékeloszlással
	Dw	Hidegtelű klíma nyári bő csapadékkal
Poláris öv	ET	Tundra klíma
	EF	Állandóan fagyos klíma

3. táblázat - A módosított Köppen-féle rendszer klímátípusai



1. ábra: A Holdridge-féle háromszögdiagram

$$ABT = \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} MBT \quad (1)$$

$$APPT = \sum_{i=1}^{12} MPPT \quad (2)$$

$$APE = 58,93 \cdot ABT \quad (3)$$

$$APETR = \frac{APE}{APPT} \quad (4)$$

ahol MBT a havi átlagos biohőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$], $MPPT$ a havi átlagos csapadékmennyiség [mm] és APE az évi átlagos potenciális evapotranspiráció [mm].

A becsléshez a hőmérséklet és a csapadék többéves havi átlagaira van szükségünk alkalmazva a következő feltételezéseket. A biohőmérséklet meghatározásában fontos szerepet játszik az a tény, hogy a primér produkció, azaz a fotoszintézis során történő szervesanyag-előállítás csak 0–30 $^{\circ}\text{C}$ -os tartományban lehetséges (Lugo et al., 1999).

Betűk			Szamszerű kritériumok ⁴⁵⁶		
1.	2.	3.	1.	2.	3.
A			$T_{cold} \geq 18$		
f				$P_{dry} \geq 60$	
m				$P_{dry} < 60$ és $P_{dry} \geq 100 - MAP/25$	
w				$P_{dry} < 60$ és $P_{dry} < 100 - MAP/25$	
B			$\alpha. MAP < 20 \times MAT$		
			$\beta. MAP < 20 \times MAT + 280$		
			$\gamma. MAP < 20 \times MAT + 140$		
S				$\alpha. MAP \geq 10 \times MAT$	
				$\beta. MAP \geq 10 \times MAT + 140$	
				$\gamma. MAP \geq 10 \times MAT + 70$	
W				$\alpha. MAP < 10 \times MAT$	
				$\beta. MAP < 10 \times MAT + 140$	
				$\gamma. MAP < 10 \times MAT + 70$	
		h			$MAT \geq 18$
		k			$MAT < 18$
C			$-3 < T_{cold} < 18$ és $T_{hot} > 10$		
s				$P_{sdry} < 40$ és $P_{sdry} < P_{wwet}/3$	
w				$P_{wdry} < P_{swet}/10$	
f				se nem (s), se nem (w)	
		a			$T_{hot} \geq 22$
		b			$T_{hot} < 22$ és $T_{mon10} \geq 4$
		c			$T_{hot} < 22$ és $1 \leq T_{mon10} < 4$
D			$T_{cold} \leq -3$ és $T_{hot} > 10$		
s				$P_{sdry} < 40$ és $P_{sdry} < P_{wwet}/3$	
w				$P_{wdry} < P_{swet}/10$	
f				se nem (s), se nem (w)	
		a			$T_{hot} \geq 22$
		b			$T_{hot} < 22$ és $T_{mon10} \geq 4$
		c			nem (a) vagy (b), $T_{cold} \geq -38$
		d			nem (a) vagy (b), $T_{cold} < -38$
E			$T_{hot} < 10$		
T				$T_{hot} > 0$	
F				$T_{hot} \leq 0$	

4. táblázat - A módosított Köppen-féle rendszer klímái és azok kritériumai (Peel et al., 2007)

Holdridge (1947) eredeti munkájában az ABT kiszámításakor ezt a feltételt használta. E kikötés azonban az elmúlt 60 évben folyamatosan változott. Holdridge (1967) későbbi munkáiban az ABT-t már a havonta mért legkisebb pozitív hőmérsékletek átlagából származtatta, azzal a kikötéssel, hogy a negatív hőmérsékleti értékeket 0°C-kal helyettesítette. A felső küszöbérték megítélése is folyamatosan változott az elmúlt 20 évben. Holdridge et al. (1971) az ABT kiszámításánál a 30°C-ot meghaladó értékeket 0°C-os értékekkel helyettesítette. A jelenlegi éghajlatváltozással kapcsolatos kutatások azonban a felső határt már rugalmasabban kezelik (Yue et al., 2001; Roy et al., 2006). Holdridge (1947) eredeti munkájában az ABT

⁴ MAP - évi átlagos csapadék mm-ben kifejezve; MAT - évi középhőmérséklet °C-ban megadva; T_{hot} - legmelegebb hónap középhőmérséklete °C-ban; T_{cold} - leghidegebb hónap középhőmérséklete °C-ban; T_{mon10} - hónapok száma, amelyekben a havi középhőmérséklet 10°C felett van; P_{dry} - legszárazabb hónap csapadékmennyisége mm-ben; P_{sdry} - legszárazabb nyári hónap csapadékmennyisége mm-ben; P_{wdry} - legszárazabb téli hónap csapadékmennyisége mm-ben; P_{swet} - a legnedvesebb nyári hónap csapadékmennyisége mm-ben; P_{wwet} - a legnedvesebb téli hónap csapadékmennyisége mm-ben

⁵ Száraz éghajlatok esetében α . a MAP 70%-a télen hullik; β . a MAP 70%-a nyári csapadék; γ . egyik sem.

⁶ A nyár (és a tél) aszerint van definiálva, hogy melyik hat hónapos (ONDJFM vagy AMJJAS) periódus a melegebb (és hidegebb).

számítására rövidebb időléptéket, azaz napi átlagolást ajánlott. Jelenleg azonban a legelterjedtebb módszer az ABT számítására – amit egyébként Prentice (1990) is használt már – az egyes hónapokra kalkulált biohőmérsékletek évi átlagolása (1. képlet). A biohőmérsékletek havi értékeit értelemszerűen a napi értékekből határozzák meg. Ha a havi biohőmérséklet negatív értékű, akkor ezt az értéket 0°C-kal helyettesítjük az évi átlagolásnál (Roy et al., 2006).

A Holdridge-féle rendszer gyakorlatilag életformákban, és az adott életformákhoz tartozó tipikus ökológiai egységekben gondolkodik. Ezen egységek zavartalan működéséhez szükséges feltételeket a fent említett klimatikus indexekkel definiálhatjuk (Lugo et al., 1999). Emanuel et al. (1985) szerint Holdridge ezen életforma osztályozása a

jelenlegi ökoszisztéma rendszer egyik legelfogadhatóbb jel-lemzése, amely kizárólag hőmérsékleti- és csapadék-adatok használatán alapul. Az életformák mindegyike objektív, empirikusan definiált kritériumokkal jellemezhető. Ezek rendszere egy hierarchikus felépítésű háromszög-diagramban egyszerűen szemléltethető. Ez az úgynevezett Holdridge-féle háromszögdiagram (1. ábra).

Holdridge (1967) a klímaformák megnevezésére nem használ képleteket, hanem rövid szöveges kifejezésekkel jellemzi azokat. Mindegyik klímaforma alapját egy-egy főbiom (főbiom vagy vegetációs öv; az 5 főbiom: az erdő, a szavanna, a sztyepp, a sivatag és a tundra) képezi, amelyet aztán – hőmérsékleti és nedvességi jellemzők alapján – vegetációtípusokra oszt fel.

3. Thornthwaite modellje

Thornthwaite (1948) felismerte, hogy a talaj és a növényzet vízforgalma kitűnő klímaindikátor. Felismerte azt is, hogy az éghajlatok egzakt módon rendszerezhetők, ha ezt a klímaindikátort index formájában tudjuk kifejezni (Breuer, 2007). Thornthwaite legfőbb felismerése, hogy valamely terület hőellátottsága nem szükségszerűen hőfizikai, hanem hidrofizikai mutatóval is

jellemezhető. Emiatt is vezette be (Thornthwaite, 1944) a potenciális evapotranszspiráció (PET) fogalmát. A PET csak a légköri feltételektől függ, azaz a talaj vízellátottsága nem limitálja. A Thornthwaite-féle éghajlatelemző modell valójában ezen hidrofizikai jellegű paraméter meghatározásán alapul.

Thornthwaite az éghajlatokat szintén képletek formájában jellemzi. A klímaképleteket 4 betű alkotja. Az 1. betű egy nedvességi állapotot jellemző klimatikus index (I_m). A 2. betűt a lehetséges párolgás (PET), a 3. betűt a vízhiánnyal (D) és a víztöbblettel (S) arányos nedvességi és szárazsági index (I_a , I_h), míg a 4. betűt a nyári (június, július és augusztus) és az évi PET értékek aránya határozza meg. A klímaképlet első két betűje az évi, míg utolsó két betűje az évszakos vízmérleg-jellemzőkre utal.

Az indexeket a következőképpen számoljuk:

$$I_m = I_h - 0,6 \cdot I_a \quad (5)$$

$$I_a = \frac{100 \cdot D}{PET} \quad (6)$$

$$I_h = \frac{100 \cdot S}{PET} \quad (7)$$

A Thornthwaite-féle osztályozáshoz szükséges hidrofizikai indexeket egy egyszerű csöbör modell alapján becsüljük. Az eredeti modellben a csöbör 1 m mély és 1 m² alapterületű talajtömb, melynek hasznos vízkészlete⁷ 100 mm. A csöbört a csapadék (P) tölti, a tényleges evapotranszspiráció (ET) pedig üríti. A csöbör falain oldalirányú vízmozgás nincs. Amikor a vízmennyiség eléri a 100 mm-t, a csöbör megtelik, és ha a csapadék nagyobb, mint a potenciális evapotranszspiráció (PET), víztöbblet (S) keletkezik, ami elfolyik. A lefolyt vízzől semmit sem lehet tudni. A víztöbbletet az

$$S = \Theta - \Theta_f, \quad (8)$$

formulával számítjuk, ahol Θ a talaj vízkészlete [mm·m⁻¹] és Θ_f a talaj szabadföldi vízkapacitása [mm·m⁻¹]. Ha viszont a csöbör teljesen kiürül, és a PET nagyobb, mint a csapadék, vízhiány ($D = PET - P$) keletkezik, ami a mélyebb rétegekből pótlódik. Láthatjuk tehát, hogy a csöbör speciálisan működik: alulról vizet kaphat, de nem veszíthet. A Thornthwaite-féle éghajlatelemző modell fizikai jellegét ezáltal a csöbör mechanizmusa, míg biológiai jellegét a hasznos vízkészlet fogalmának használata adja.

A csöbör modell leírásából és a fentebb ismertetett hidrofizikai indexekből kitűnően látszik, hogy a Thornthwaite-féle klasszifikáció „lelkét” a PET értékének meghatározása jelenti. Thornthwaite (1948) eredeti munkájában a PET számítására egy hőmérséklettől és a potenciális napfénytartamtól függő egyenletet dolgozott ki. A regressziós egyenletet több, Egyesült Államokban végzett lysiméteres mérés eredményei alapján szár-

maztatta. Felismerte, hogy a párolgás és a sugárzási egyenleg között szorosabb fizikai kapcsolat létezik, mint a párolgás és a hőmérséklet között. Azonban tisztában volt azzal is, hogy a párolgás becsléséhez szükséges pontos és kellő felbontású sugárzási adatok még sokáig hiányozni fognak. Modellje ezért a sugárzás helyett a hőmérséklet alapján becsüli a PET értékeket. Az elv továbbá feltételezi azt is, hogy az albedó konstans és az ET mértékét a nedves levegő advekcója sem befolyásolja. A PET módosított parametrizációja McKenney és Rosenberg (1993) nevéhez fűződik. E képlet szerint

$$PET = \sum_{i=1}^{12} 1,6 \cdot \left(\frac{L_i}{12} \right) \cdot \left(\frac{N_i}{30} \right) \cdot \left(\frac{10 \cdot T_i}{I} \right)^4, \quad (9)$$

Itt L_i a nappalok hosszának havi átlaga [óra], N_i a hónap napjainak száma [db], T_i a havi közepes léghőmérséklet [°C] és I ill. A a következőképpen áll elő:

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1,514}, \quad (10)$$

$$A = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,792 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49239$$

$$(11)$$

Végezetül a klímaképletek egyes betűinek lehetséges értékeit és azok jelentéseit foglaljuk össze táblázatszerűen (7., 8., 9., 10. táblázat).

**Szelepcsényi Zoltán, Breuer Hajnalka,
Ács Ferenc, Kozma Imre**

Irodalomjegyzék

- Ács F., Breuer H., Tarczay, K., Drucza M., 2005: A talaj és az éghajlat közötti kapcsolat modellezése. Agrokémia és Talajtan, 54, 257-274.
- Beck, C., J. Grieser, M. Kottek, F. Rubel, B. Rudolf, 2006: Characterizing Global Climate Change by means of Köppen Climate Classification. DWD, Klimastatusbericht 2005, Deutscher Wetterdienst, ISBN 3-88148-413-2.
- Bonan, G., 2002: Ecological Climatology. Cambridge University Press, 678.
- Borhidi, A., 1981: Az éghajlat. Hortobágyi T., Simon T. (szerk.): Növényföldrajz, társulástan és ökológia. Tankönyvkiadó, 352-372.
- Breuer H., 2007: A párolgás, a talajvízkészlet és a talajlégzés klimatológiai modellezése Magyarországon. Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, 94 pp.
- Budiko, M. I., 1969: The effect of solar radiation on the climate of the earth. Tellus, 2, 611-619.
- De Candolle, M., 1874: De Candolle's Proposed 'Physiological Groups' of Plants. Nature, 10: 191-193.

A klímaképlet 1. betűje	A vízellátottság jellemzés	I_m
A	Perhumid	100 fölött
B ₄	Humid	80 – 100
B ₃	Humid	60 – 80
B ₂	Humid	40 – 60
B ₁	Humid	20 – 40
C ₂	Nedves szubhumid	0 – 20
C ₁	Száraz szubhumid	-20 – 0
D	Szemiarid	-40 – -20
E	Arid	-60 – -40

7. táblázat - A klímaképlet 1. betűinek lehetséges változatai

⁷ Az a vízmennyiség, amit a növényzet felvehet.

A klímaképlet 2. betűje	A hőellátottság jellemzése	PET (mm m ⁻² év ⁻¹)
A'	Megatermális	1140 feletti
B' ₄	Mezotermális	997 – 1140
B' ₃	Mezotermális	855 – 997
B' ₂	Mezotermális	712 – 855
B' ₁	Mezotermális	570 – 712
C' ₂	Mikrotermális	427 – 570
C' ₁	Mikrotermális	285 – 427
D'	Tundra	142 – 285

8. táblázat - A klímaképlet 2. betűinek lehetséges változatai

A klímaképlet 3. betűje	A vízellátottság szezonális jellemzése	
Nedves éghajlatok esetén (A, B, C ₂)		I _a
R	kicsi vagy nincs vízhiány	0 – 16,7
S	közepes nyári vízhiány	16,7 – 33,3
W	közepes téli vízhiány	16,7 – 33,3
s ₂	nagy nyári vízhiány	33,3 felett
w ₂	nagy téli vízhiány	33,3 felett
Száras éghajlatok esetén (C ₁ , D, I)		I _b
D	kicsi vagy nincs víztöbblet	0 – 16,7
S	közepes téli víztöbblet	16,7 – 33,3
W	közepes nyári víztöbblet	16,7 – 33,3
s ₂	nagy téli víztöbblet	33,3 felett
w ₂	nagy nyári víztöbblet	33,3 felett

9. táblázat - A klímaképlet 3. betűinek lehetséges változatai

A klímaképlet 4. betűje	A nyári hőellátottság jellemzés	PET (% nyári/évi)
A'	Megatermális	48 alatt
b' ₄	Mezotermális	48 – 51,9
b' ₃	Mezotermális	51,9 – 56,3
b' ₂	Mezotermális	56,3 – 61,6
b' ₁	Mezotermális	61,6 – 68
c' ₂	Mikrotermális	68 – 76,3
c' ₁	Mikrotermális	76,3 – 88
D'	Tundra	88 felett

10. táblázat - A klímaképletek 4. betűinek lehetséges változatai

De Martonne, E., 1926. Une nouvelle fonction climatologique: l'indice d'aridité. La Meteorologie 2, pp. 449-459.

Dobosi, Z. és Felméry I., 1994: Klimatológia. Nemzeti Tankönyvkiadó. Budapest. 500 pp.

Drucza M. és Ács F., 2006: Relationship between soil texture and near surface climate in Hungary. Időjárás, 110, 135-153.

Emanuel, W. R., H. H. Shugart, M. P. Stevenson, 1985: Climatic change and the broad-scale distribution of terrestrial ecosystem complexes. Climatic Change, 7, 29-44.

Gao, X., F. Giorgi, 2008: Increased aridity in the Mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high resolution simulations with a regional climate model. Global and Planetary Change, 62, 195-209.

Geiger, R., 1954: Klimaklassifikation der Klimate nach W. Köppen in Landolt-Börnstein (eds.) Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, alte Serie Vol. 3. Springer, 603-607.

Gorczynski, W., 1920: Sur le calcul du degré de continentalisme et son application dans la climatologie. Geogr. Annaler, 2, 324-331.

Grisebach, A., 1866: Catalogus plantarum cubensium exhibens collectionem Wrightianum aliasque minores ex insula Cuba missas. Leipzig.

Grisebach, A., 1872: Die Vegetation der Erde nach ihrer klimatischen Anordnung. Verlag von Wilhelm Engelmann, 635 pp.

Holdridge, L. R., 1947: Determination of world plant formations from simple climatic data. Science, 105, 367-368.

Holdridge, L.R., 1967: Life Zone Ecology. San Jose, Costa Rica: Tropical Science Center.

Holdridge, L.R., W.C. Grenke, W. H. Hatheway, T. Liang, J. A. Tosi., 1971: Forest Environments in Tropical Life Zones. Pergamon Press, Oxford.

Humboldt, A. v., 1807: Ideen zu einer Geographie der Pflanzen nebst einem Naturgemälde der Tropenländer.

Justyák, J., 1995: Klimatológia (egyetemi és főiskolai jegyzet). Kossuth Egyetemi Kiadó.

Kalvová, J., T. Halenka, K. Bezpalcová, I. Nemesová, 2003: Köppen climate types in observed and simulated climates. Stud. Geophys. Geod., 47, 185-202.

Knobloch, E., 2006: Alexander von Humboldt: The explorer and the scientist. Proceedings of the 2nd International Conference of the European Society for the History of Science.

Köppen, W., 1900: Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. Geographische Zeitschrift, 6, 593-611, 657-659.

Köppen, W., 1923: Die Klimate der Erde, Grundriss der Klimakunde. Walter de Gruyter

Köppen, W., 1936: Das geographische System der Klimate in Köppen, W. & R. Geiger (eds.) Handbuch der Klimatologie. 1. C. Gebr. Borntraeger, 1-44.

Lang, R., 1915: Versuch einer exakten Klassifikation der Boden in klimatischer und geologischer Hinsicht. Internationalen Mitteilungen für Bodenkunde, 5, 312.

Lugo, A. E., S. L. Brown, R. Dodson, T. S. Smith, H. H. Shugart, 1999: The Holdridge Life Zones of the conterminous United States in relation to ecosystem mapping. Journal of Biogeography, 26, 1025-1038.

McKenney, M.S., N.J. Rosenberg, 1993: Sensitivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. Agric. For. Meteorol., 64, 81-110.

Péczely, Gy. (1979): Éghajlatlan. Nemzeti Tankönyvkiadó, 276 pp.

Peel, M.C., B.L. Finlayson, T.A. McMahon, 2007: Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 4 (2), 439-473.

Prentice, K. C., 1990: Bioclimatic Distribution of Vegetation for General Circulation Model Studies. Journal of Geophysical Research, 95, 11.811-11.830.

Roy, P. S., P. K. Joshi, S. Singh, S. Agarwal, D. Yadav, C. Jegannathan, 2006: Biome mapping in India using vegetation type map derived using temporal satellite data and environmental parameters. Ecological Modelling, 197, 145-158.

Roderfeld, H., E. Blyth, R. Dankers, G. Huse, D. Slagstad, I. Ellingsen, A. Wolf, M. A. Lange, 2008: Potential impact of climate change on ecosystems of the Barents Sea Region. Climatic Change, 87, 283-303.

Sanderson, M., 1999: The classification of climates from Pythagoras to Köppen. American Meteorological Society, 80, 667-673.

Supan, A., 1879: Die Temperaturzonen der Erde. Petermanns Geog. Mitt., 25, 349-358.

Thornthwaite, C. W., 1944: Report of the Committee on Transpiration and Evaporation, 1943-44. American Geophysical Union, 687.

Thornthwaite, C. W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. Geographical Review, 38, 5-94.

Thornthwaite, C. W., F. K. Hare, 1955: Climatic classification in forestry. Unasylva, 9.

Yue, T., J. Liu, S. E. Jørgensen, Z. Gao, S. Zhang, X. Deng, 2001: Changes of Holdridge life zone diversity in all of China over half a century. Ecological Modelling, 144, 153-162.